

## 河川の流況推定

著者	中根 和郎
雑誌名	国立防災科学技術センター 研究報告
巻	31
ページ	35-65
発行年	1983-11
URL	<a href="http://doi.org/10.24732/nied.00000890">http://doi.org/10.24732/nied.00000890</a>

# 河川の流況推定

中根和郎\*

国立防災科学技術センター

## Estimation of Discharge-Duration Curve

By

Kazuro Nakane

*National Research Center for Disaster Prevention*

### Abstract

A discharge-duration curve indicates characteristics of the runoff on a river basin. So, the flow regime is featured by the curve. It has been said that the flow regime depends on the annual rainfall, the catchment area, geology and topography.

In this report, three relations are analyzed. The first is that the discharge-duration curve has a simple correlation with areal annual-rainfall, where the areal annual-rainfall can be substituted by the annual discharge because of the simple correlation. The second, discharge-duration curve becomes gentler with the increase of the percentage of thick soil area, which is considered as a pervious area. The third, if the drainage area is between 100 and 300 square kilometers, the discharge-duration curve is independent of the topography, such as the drainage area and the form factor of the basin.

According to these relations, an empirical formula is proposed for the estimation of the discharge-duration curve of a basin:

$$Q(D) = (C_1 \cdot Q_T + C_2) \cdot e^{-\alpha \cdot D} + (C_3 \cdot Q_T + C_4) \cdot e^{-\beta \cdot D}$$

where,  $D$  is the cumulative days,  $Q(D)$  is the discharge per unit drainage area on the discharge-duration curve,  $Q_T$  is the annual discharge, and  $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $C_1$ ,  $C_2$ ,  $C_3$ ,  $C_4$ , are empirical constants, which depend on geological and other conditions.

---

\* 第1研究部風水害防災研究室

## 1. まえがき

近年、都市域での水需要の増大に伴って渇水による被害が増大しており、その被害額は東京で6,178億円(1964年)、福岡で976億円(1978年)、下松で793億円(1978年)にも達している(広瀬・竹林, 1982)。そのため、大河川での水利用はむろんのこと中小河川においても小規模な水利用が見直されている。また、省エネルギー対策として小規模な発電も各地で検討されつつある。これらの問題に対処するためには、各河川において年間を通じてどのような流況になっているかを把握する必要がある。河川の流況調査は水力発電のための発電規模を推定する目的で大正8年から通信省電気局によって始められ現在に至っており、各河川の流況はおおよそ明らかとなっている(花沢正男, 1960)

また、高橋ら(高橋・安藤・井上, 1981)は雪の影響の少ない表日本の河川において、年最大流量・35日流量・豊水量・平水量・低水量・渇水量・年最小流量と年降水量・流域面積・地質要因・地形傾斜・形状係数・流域平均幅・標高の7要因との間の重相関解析を行い、年最大流量・35日流量・豊水量・平水量・年平均流量はそれぞれ年降水量との偏相関係数が高いこと、低水量は年降雨量・地質要因との偏相関係数が高く、次に、流域面積が高い偏相関係数を示すこと、渇水量・年最小流量は地質要因との偏相関係数が最も高く、次に年降水量、流域面積との偏相関係数が高いこと等々を指摘している。

菅原・勝山(資源調査会, 1959)は九州地方の諸河川の渇水流量の予測の中で月雨量と月最低流量を用いて月流量の推定を行っており、この中で月雨量を直接流出と地下水への浸入部分に振分け、その振分け率を阿蘇、霧島等の火山灰地帯の河川では1対3程度(直接流出: 地下水への浸入)、九州山脈から太平洋にそそぐ非火山灰地帯の河川では2対1から3対1程度になることを指摘している。このことは火山灰地帯の河川では安定した流量が得られ、非火山灰地帯の河川では逆に、不安定な流量になることを示している。

そこで、本研究では各流域の年平均降水量に対応する河川流況の簡易な予測を試み妥当な結果を得た。流域の年平均降水量は異常な渇水年あるいはその次の年を除くと

$$(\text{流域年平均降水量}) = (\text{年流出高}) + (\text{流域からの年蒸発散量})$$

と考えられ、また、年蒸発散量に大きな変動が無い(榎根・竹内, 1971)と仮定すると流域年平均降水量は年流出高に一定の年蒸発散量を加えたものとして置き換えられる。そこで、年流出高と流況との関係を求め議論を展開した。ここで述べる流況とは年間の日流量を大きいものから順に並べた時、35番目の流量(35日流量)、95番目の流量(豊水)、185番目の流量(平水)、275番目の流量(低水)、355番目の流量(渇水)をいう。本研究では条件を出来る限り単純にするため、調査対象流域を降雪・融雪の影響の比較的に少ない、かつ、流量要覧(大正8—昭和32年)の中から用水等による“調整関係あり”と記載されていない九州の水源地域の河川を抽出した。また、表層地質の相異による流量の違いを評価するため、

対象流域を厚い透水性土層の多い地帯と少ない地帯とに大きく分類し、流況との関係を求めた。地形の相異が流況に及ぼす影響については、流域の地形計測を行い、それらと流況との関係を求めた。これらの調査の結果、次のことが明らかとなった。

- (1) 年流出高と流況との間に単純な相関関係がある。
- (2) (1)の相関関係は厚い透水性土層の流域内に占める面積の大小によって変化するものと思われる。すなわち厚い透水性土層の流域内に占める面積比率が大きくなる程河川流況は安定し、低水流量も増す。
- (3) 流域面積が100～300 km<sup>2</sup> の範囲内では流域面積・地形形状の差異は河川流況に大きな影響を与えない。
- (4) 年流出高と流況との相関関係を基に、流況を次式に示すように累加日数の指数関数として、流況の予測を行った結果、比較的良好な結果を得た。

$$Q(D) = (C_1 \cdot Q_T + C_2) \cdot e^{-\alpha \cdot D} + (C_3 \cdot Q_T + C_4) \cdot e^{-\beta \cdot D}$$

ただし、Dは累加日数；  $Q_T$  は年流出高；  $Q(D)$  は累加日数Dにおける比流量、 $\alpha$ 、 $\beta$ 、 $C_1$ 、 $C_2$ 、 $C_3$ 、 $C_4$  は定数

## 2. 調査方法

河川の流況は年間の降水パターン、降雪・融雪、流域の地質・地形によって各河川毎に様々な流況を示すと考えられるが、多くの河川流況を比流量で眺めると類似しているものが多くあることが解る。それ故、年降水量と降水パターン、降雪の大小、流域内の厚い透水性土層の占める面積等の流域条件を限定することにより、第1次の近似として、それぞれに対応した流況に分類できるものと思われる。

そこで、出来るだけ条件を限定させる意味で降雪による流況への影響の少ない図1に示す九州の諸河川を調査対象流域とし、年流域平均降水量（年流出高に一定の年蒸発散量を加えたものとして置き換えて考える）および流域内の厚い透水性土層の占める面積の大小、流域の地形（流域面積、形状係数、最長流路延長、最長流路の比高）等と流況（35日流量、豊水、平水、低水、渇水）との関係を求めた。

### 1) 流域平均降水量（年流出高）

流域平均降水量を数少ない地点観測の降水量データから推定するには、それらが、地形、風向き、標高、山間部での観測場所等によって強く影響される（例えば伊吹山測候所、1953）ので、年降水量と年流出高との相関解析および日流量解析を併用して、地点雨量の流域代表性、雨量の割増率、標高別の雨量割増率を推測する必要がある。それ故、ここでは以下の簡易な方法を取ることにした。

年流域平均降水量は異常な渇水年あるいはその次の年を除くと年間の水収支の関係から

$$(\text{年流域平均降水量}) = (\text{年流出高}) + (\text{流域からの年蒸発散量})$$

と考えられる。また、流域からの蒸発散量は各年の変動が少ない(樫根・竹内, 1971)とされている。図2は九州の五ヶ瀬川吐ノ瀬測水所における年流出高と年降水量の関係(資源調査会, 1969)を示したものであるが両者の間に単相関関係があることが解る。菅原・勝山は九州の諸河川における月流量解析の中で、各流域からの年蒸発散量を710 ~ 740 mmと推定

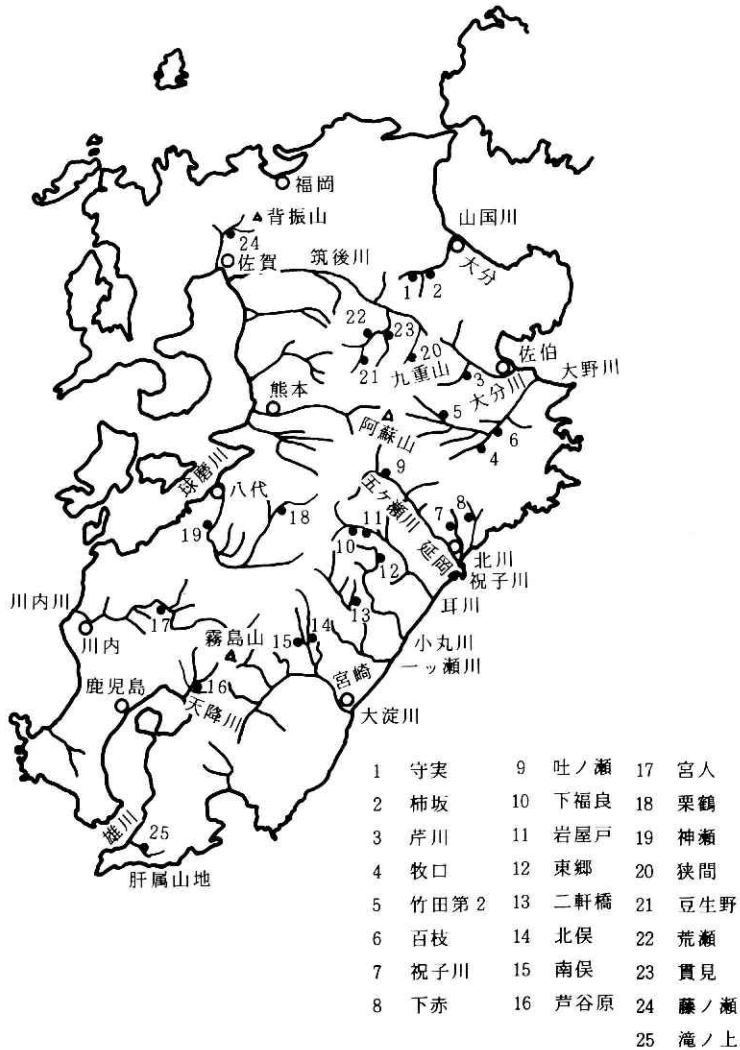


図 1 流域位置図

## 河川の流況推定—中根

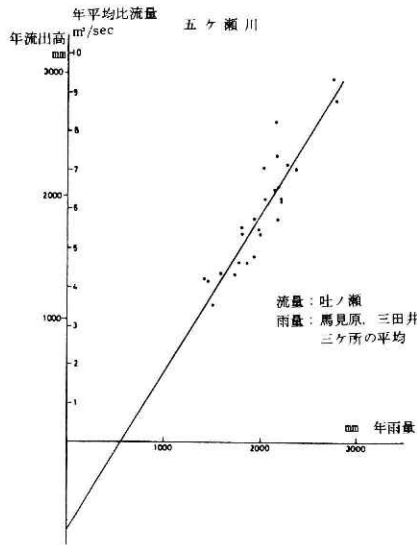


図 2 年雨量・年流出高相関図（資源調査会，1969）

している（資源調査会，1969）。そこで，年流域平均降水量を年流出高に一定の年蒸発散量を加えたものとして考えることとし，年流出高と流況との関係を求めることとした。

### 2) 厚い透水性土層の占める面積

土層の厚いシラス・二次シラス地帯や風化花崗岩地帯では降水の大部分は地下へ浸透し，安定した豊富な地下水として河川に流出する。一方，土層の薄い地域では降水の大部分は表層（～1.5 m程度）を通して早期に河川へ流出するため，安定した地下水流出量は少なくなっている。そこで，シラス，二次シラス，高・中・低位の各段丘や氾濫原の砂礫層，粘土化していない軽石層，新期ローム，岩屑堆積物等の水を透過させやすい土層を透水性土層と定め，それらが厚く堆積している区域の流域内に占める面積比率の大小が河川流況を特徴づけていると考えられるので，20万分の1の表層地質図（経済企画庁，1970—1974）と20万分の1の地勢図（国土地理院，1976—1981）とを重ね合わせるにより，各流域内の厚い透水性土層の区域を抽出し，それらが流域内に占める面積比率を求めた。

### 3) 地形の特徴

流域の地形は流域面積，流域形状係数，最長流路延長，最長流路の比高とによって評価することとした。地形計測は2万5千分の1の地形図を用いて，流域内の最長流路延長と最長流路の比高を求めた。流域形状係数を求めるための流域最大辺長は蛇行をショートカットした最長流路沿いの距離として求めた。ただし，流域面積は流量要覧に記載されている流域面積を使用した。

#### 4) 流況資料

流況資料としては流量要覧（第1回通信省電力局，第2回電気庁，第3回資源庁電力局，第4回通産省公益事業局）を基にして，九州の諸河川の中で，流量要覧に用水等による“調整関係あり”と記載されていない測水所を選び，それらの各年における35日流量・豊水・平水・低水・渇水・年流出高を収集整理した。

### 3. 流域の諸元

調査した対象流域は14水系25測水所であり，これらの流域の地形要素および厚い透水性土層の占める面積比率等の諸元は表1のようになっている。

#### 1) 地形

調査対象流域の面積の分布は図3に示すように，流域面積の比較的大きな流域（大野川百枝測水所，川内川宮人測水所，球磨川神瀬測水所）を除くとほぼ30～400 km<sup>2</sup>の間に分布しており，最も多いのは100～400 km<sup>2</sup>の流域である。流域形状係数（（流域最大辺長）<sup>2</sup>／（流域面積））の分布は図4に示すように，大淀川水系の綾北川北俣測水所，綾南川南俣測水所の流域を除くとほぼ1.0～6.0の間に分布しており，最も多いのは1.0～3.0の流域である。図5は各流域の最長流路延長と流域面積との関係を表わしたものであり，細長い流域とやや巾広い流域とに分かれているようにも見えるが，ほぼ各流域とも世界および日本の主な河川について求められた回帰式（山本莊毅編，1968）

$$L_m = 1.89 A^{0.6}$$

の近傍に分布しており，一般的な河川流域と思われる。流域の平均勾配を仮りに，

$$(\text{流域平均勾配}) = (\text{最長流路の比高}) / (\text{最長流路延長})$$

と仮定すると，図6に示すように各流域の流域平均勾配は1/10～1/50に広く分布しているが，大部分は1/20～1/30の勾配となっている。各流域の谷の方向（最長流路の平均的な流下方向）は南東方向が最も多く，つづいて北方向，南方向となっている。

#### 2) 表層地質

調査対象流域は阿蘇，九重，霧島に代表される火山地帯と背振，肝属の花崗岩地帯，秩父帯や四万十帯等の堆積岩地帯に主として位置しており，表層地質も未固結堆積層の泥，砂，礫，二次シラス，軽石，シラスなど，半固結堆積層の泥岩，砂岩，泥岩・砂岩互層，礫岩など，固結堆積層の粘板岩，頁岩，砂岩，礫岩，石灰岩，チャートなど，火山性岩石の熔結凝灰岩，安山岩，流紋岩，熔結岩など，深成岩の花崗岩，斑岩等々多様にわたっている。これらを長期流出の側面から見ると，土層の厚い透水性の区域と土層の薄い難透水性の区域とに分けることが重要となる。そこで，2-2)にしたがって流域内を厚い透水性の区域とそれ以外の区域（土層の薄い難透水性の区域）に分類した。ただし，火山性岩石の中にも透水性の

表 1 流域諸元

測水所 番号	水系名	河川名	測水所名	流域面 積(km <sup>2</sup> )	最長流 路延長 (km)	最長流 路にお ける比 高(m)	流域形 状係数	沖積層・火山 灰・シラス等 の占める面積 比率(%)	深い風化花崗 岩地帯の占め る面積比率 (%)	土層の薄い地 域の占める面 積比率(%)	主な流路の流 下方向
1	山国川	山国川	守実	90.8	17.6	930	1.9	—	—	100	南 東
2	"	"	柿阪	347.0	29.8	1,010	1.4	1.7	—	98.3	南東→北東 北
3	大分川	大分川	芹川	108.0	27.0	1,210	3.9	29.9	—	70.1	南東→北東
4	大野川	奥嶽川	牧口	195.0	30.3	1,650	3.2	2.8	—	97.2	北 東
5	"	稲葉川	竹田第2	130.0	31.8	1,450	4.1	45.3	—	54.7	南 東
6	"	大野川	百枝	982.0	58.3	1,620	1.8	20.8	—	79.2	東
7	五ヶ瀬川	祝子川	祝子川	47.8	11.1	1,280	2.2	—	45.5	54.5	南 東
8	"	北 川	下 赤	251.0	25.3	1,560	1.9	3.1	6.1	90.8	南
9	"	五ヶ瀬川	吐ノ瀬	322.0	38.1	1,330	2.4	13.8	1.3	84.9	南東 北→東
10	耳 川	耳 川	下福良	211.0	26.4	1,350	2.3	—	—	10.0	南→東
11	"	"	岩屋戸	374.0	30.2	1,390	1.7	—	—	100	南→東
12	小丸川	小丸川	東 郷	147.0	35.0	1,230	5.5	3.2	—	96.8	東南東→南東
13	一ッ瀬川	銀鏡川	二軒橋	74.6	19.9	1,170	3.5	—	—	100	南南東
14	大淀川	綾北川	北 俣	180.0	47.5	1,140	6.4	2.2	—	97.8	南 東
15	"	綾南川	南 俣	133.0	48.2	850	8.8	9.0	—	91.0	南 東
16	天降川	天降川	芦谷原	90.0	15.6	930	2.1	77.0	—	23	南西→南 南東→南
17	川内川	川内川	宮 人	720.0	71.8	1,250	4.4	31.9	—	68.1	西南西
18	球磨川	五木川	栗 鶴	242.0	27.0	1,420	1.9	—	—	100	南 西
19	"	球磨川	神 瀬	1,580.0	66.7	1,630	3.6	14.6	2.6	82.8	南南→南→北西
20	筑後川	玖珠川	狹 間	32.3	7.8	520	1.5	20.3	—	79.7	北
21	"	川原川	豆生野	38.3	12.6	820	2.6	—	4.8	95.2	北東→北
22	"	津江川	荒 瀬	159.0	21.1	840	1.6	2.4	2.1	95.5	東北東→北 北
23	"	大山川	貫 見	492.0	23.9	720	0.7	7.2	0.7	92.1	東北東→北 北
24	川上川	川上川	藤ノ瀬	63.2	18.7	600	2.8	—	94.2	5.8	西→西 南→西
25	雄 川	雄 川	滝ノ上	58.6	16.6	710	3.5	29.9	67.3	2.7	南西→北西



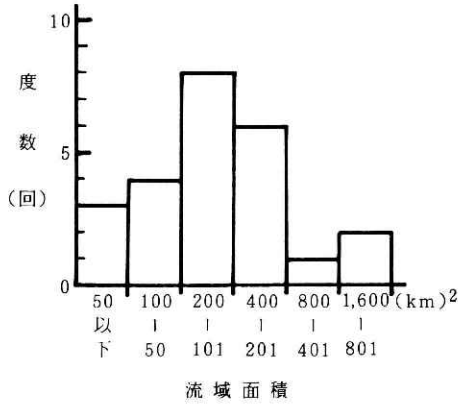


図 3 流域面積の分布

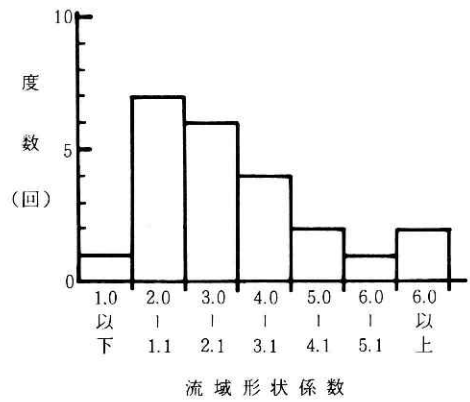


図 4 流域形状係数の分布

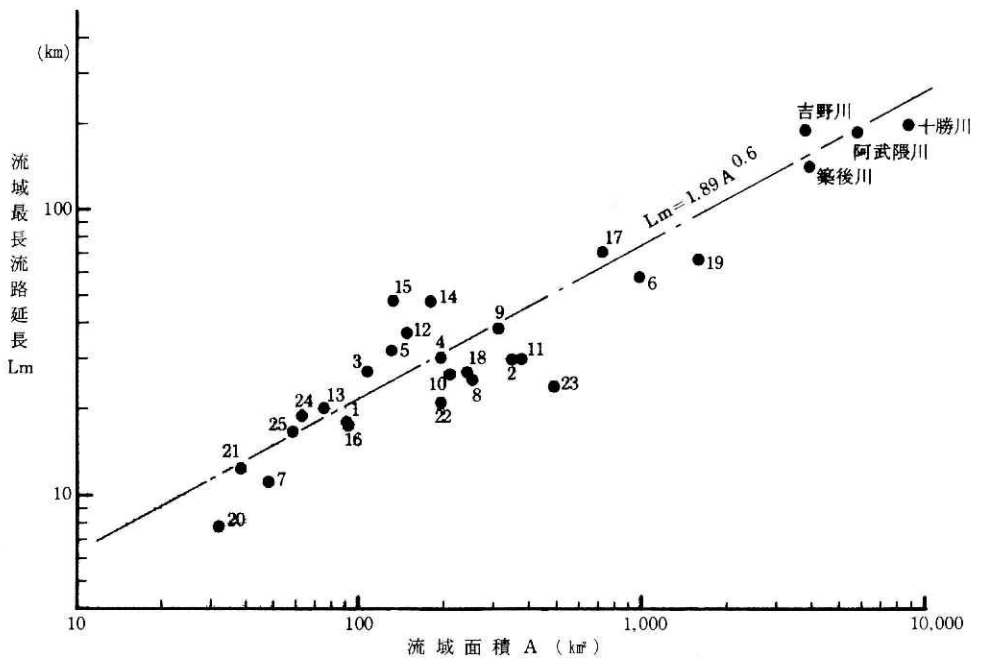


図 5 最長流路延長と流域面積の関係

# 河川の流況推定—中根

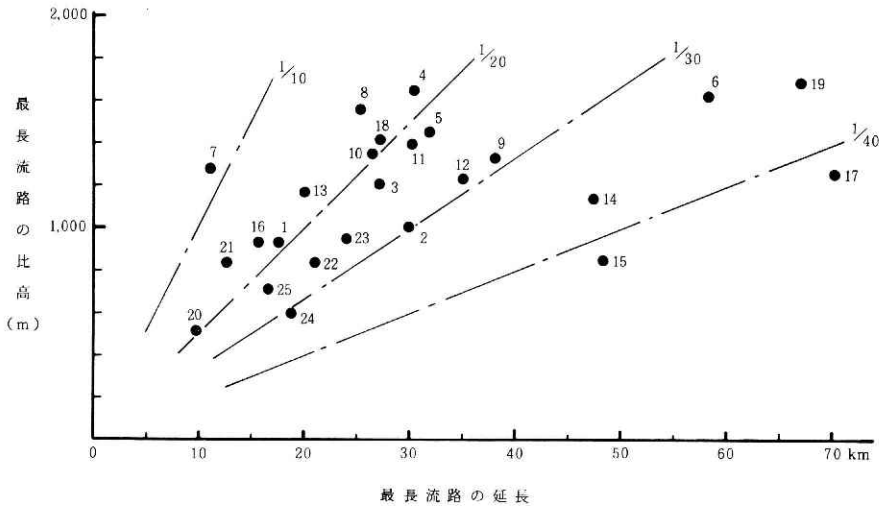


図 6 最長流路の比高と最長流路延長の関係

高い部分が有ると考えられるが、分類が複雑になるのでここではこれらの岩石地帯を難透水性の区域と仮定した。分類結果は表 1 に示しているように、土層の薄い難透水性の流域が最も多く、土層の厚い透水性の地域と思われるシラス、二次シラス、風化花崗岩等の地帯は天降川（芦谷原）、雄川（滝の上）のみであり、やや透水性地域が多い流域は大分川（芹川）、祝子川（祝子川）、川内川（宮人）、球磨川（神瀬）、玖珠川（狭間）となっている。

## 4. 年流出高と流況

流量要覧を基に各流域の平均年流出高と平均の流況を求めると表 2 のようになる。これによると、ほとんどの測水所で平均年流出高は 1,500 ～ 2,500 mm となっている。伏流水の影響が無く、年間の蒸発散量を 700 mm 程度とすると、年間の降水量は 2,200 ～ 3,200 mm と推定される。この推定値は九州地方の年降水量（日本の気候、1958）とほぼ類似しており、大部分の測水所はほぼ妥当な観測結果であると思われる。しかし中には筑後川水系川原川の豆生野のように平均年流出高 3,627 mm と言う所もある。流域外からの伏流水の浸入が無く、年間の流域からの蒸発散量を 700 mm 程度と仮定すると、この流域の年間の降水量は 4,300 mm と大きな値となる。

年流域平均降水量は 2 で述べたように年流出高と単相関関係にあることから、ここでは年流域平均降水量を年流出高に一定の年蒸発散量を加えたものとして考えて、年流出高と流況との関係を求めた。なお、各流況の流量値は流域面積の大小による影響を第 1 次的に取り除

表 2 各流域の流況

測水所 番号	測水所名	流域面積 (km) <sup>2</sup>	統計年	平均年流 出高(mm)	35日流量 (m <sup>3</sup> /sec/100km <sup>2</sup> )	豊水 (m <sup>3</sup> /sec/100km <sup>2</sup> )	平水 (m <sup>3</sup> /sec/100km <sup>2</sup> )	低水 (m <sup>3</sup> /sec/100km <sup>2</sup> )	渇水 (m <sup>3</sup> /sec/100km <sup>2</sup> )
1	守夷	90.8	S 28 - S 32	2,043	15.10	5.80	2.45	1.26	0.77
2	柿坂	347.0	S 27 - S 32	1,955	14.30 (S 28 欠)	5.20	2.33	1.18	0.74
3	芹川	108.0	S 27 - S 30	1,775	—	5.55	3.21	1.84	1.34
4	牧口	195.0	S 13 - S 18	1,671	—	3.66	2.02	1.07	0.75
5	竹田第2	130.0	S 27 - S 32	1,743	10.40	5.29	3.63	2.56	1.35
6	百枝	982.0	T <sup>8</sup> -T <sup>15</sup> , T <sup>11</sup> 欠, S <sup>5</sup> - S <sup>32</sup> (T <sup>8</sup> 欠)	1,387 (T <sup>8</sup> 欠)	9.23 (S <sup>23</sup> -S <sup>32</sup> )	3.86 (T <sup>8</sup> -T <sup>10</sup> 欠)	2.70	2.16	1.52
7	祝子川	47.8	T <sup>8</sup> -T <sup>10</sup> , S <sup>5</sup> -S <sup>18</sup>	2,968	—	8.04	4.14	2.47	1.36
8	下赤	251.0	S 24 - S 32	2,267	13.50	5.73	2.74	1.65	1.05
9	吐ノ瀬	322.0	T <sup>8</sup> -T <sup>13</sup> , T <sup>11</sup> 欠, T <sup>15</sup> -S <sup>2</sup> , S <sup>5</sup> -S <sup>32</sup>	2,006	13.50 (S <sup>23</sup> -S <sup>29</sup> )	6.05 (T <sup>8</sup> 欠)	4.30	3.52	2.93
10	下福良	211.0	S 17 - S 25	3,062	21.80 (S <sup>23</sup> -S <sup>25</sup> )	8.83	4.94	3.28	2.15
11	岩屋戸	374.0	T <sup>8</sup> -T <sup>15</sup> , T <sup>11</sup> 欠, S <sup>4</sup> - S <sup>16</sup> (T <sup>8</sup> 欠)	2,381 (T <sup>8</sup> 欠)	—	7.54 (T <sup>8</sup> -T <sup>10</sup> 欠)	4.53	2.91	1.87
12	東郷	147.0	S <sup>13</sup> - S <sup>29</sup> , S <sup>19</sup> ・20・24欠	1,526	19.50 (S <sup>23</sup> , S <sup>25</sup> -29)	7.42	1.94	1.66	0.87
13	二軒橋	74.6	S 13 - S 31	2,494	17.84 (S <sup>23</sup> -S <sup>31</sup> )	6.88	3.35	1.22	0.69
14	北俣	180.0	T <sup>12</sup> - S <sup>19</sup> , S <sup>22</sup> - S <sup>30</sup>	2,110	18.86 (S <sup>23</sup> -S <sup>30</sup> )	6.58	3.31	1.86	1.01
15	南俣	133.0	T <sup>8</sup> -T <sup>15</sup> , T <sup>11</sup> 欠, S <sup>2</sup> -31, S <sup>25</sup> 欠	2,103	16.00 (S <sup>23</sup> -31, S <sup>25</sup> 欠)	5.76 (T <sup>8</sup> -T <sup>10</sup> 欠)	3.06	1.74	1.06
16	芦谷原	90.0	S 21 - S 32	2,418	11.50 (S <sup>23</sup> -S <sup>32</sup> )	7.35	5.88	4.78	4.27
17	宮人	720.0	T 13 - S 32	2,422	17.70 (S <sup>23</sup> -S <sup>32</sup> )	7.49	4.61	3.26	2.51
18	栗鶴	242.0	T <sup>8</sup> - S <sup>32</sup> , T <sup>11</sup> ・14・15, S <sup>25</sup> 欠	2,052	16.60 (S <sup>23</sup> -32, S <sup>25</sup> 欠)	5.52	3.13	1.97	1.25
19	神瀬	1,580.0	S <sup>23</sup> ・25・29欠, S <sup>24</sup> ・25・29欠	2,343	16.00	6.25	3.20	2.20	1.52
20	狭間	32.3	S 23 - S 32	2,507	13.40	7.90	5.36	4.22	3.22
21	豆生野	38.3	S 26 - S 32	3,627	21.00	9.23	4.85	3.11	2.15
22	荒瀬	159.0	T <sup>8</sup> -T <sup>10</sup> , S <sup>4</sup> - S <sup>25</sup>	2,088	13.30 (S <sup>23</sup> -S <sup>25</sup> )	6.15 (T <sup>8</sup> -T <sup>10</sup> 欠)	3.63	2.41	1.62
23	貫見	492.0	T <sup>8</sup> -10, T <sup>12</sup> , 14・15, S <sup>3</sup> -18	1,665	—	5.04 (T <sup>8</sup> -T <sup>10</sup> 欠)	3.51	2.72	2.12
24	藤ノ瀬	63.2	T 14 - S 31	2,097	13.36 (S <sup>24</sup> -S <sup>31</sup> )	6.88	4.67	3.71	2.77
25	滝ノ上	58.6	T 12 - S 18	2,485	—	8.29	5.04	3.35	2.14

ただし, T : 大正, S : 昭和, 欠 : 欠測

く意味（西沢，1970）で  $100 \text{ km}^2$  当りの流量に換算した比流量（ $\text{m}^3/\text{sec}/100 \text{ km}^2$ ）で表わす。（以下比流量単位の表記を省略する。）図 7.1～7.5 は土層の比較的薄い難透水性の地域と考えられる大淀川水系綾南川南俣測水所における年流出高と流況との関係を示したものである。

低水、渇水は年流出高の増加に伴ってやや増すが、流量は比較的安定している。流量の大

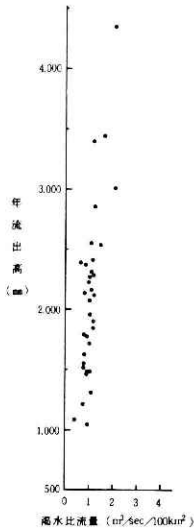


図 7.1 年流出高と渇水比流量  
（大淀川水系綾南川南俣測水所）

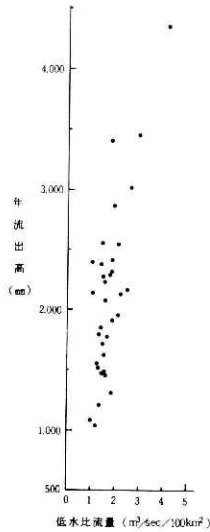


図 7.2 年流出高と低水比流量  
（大淀川水系綾南川南俣測水所）

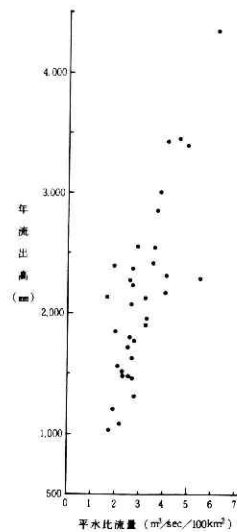


図 7.3 年流出高と平水比流量  
（大淀川水系綾南川南俣測水所）

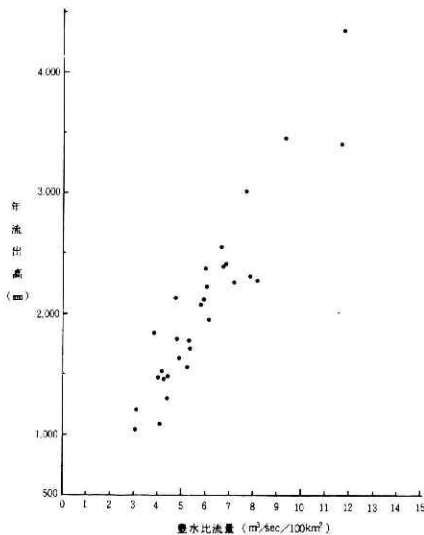


図 7.4 年流出高と豊水比流量  
（大淀川水系綾南川南俣測水所）

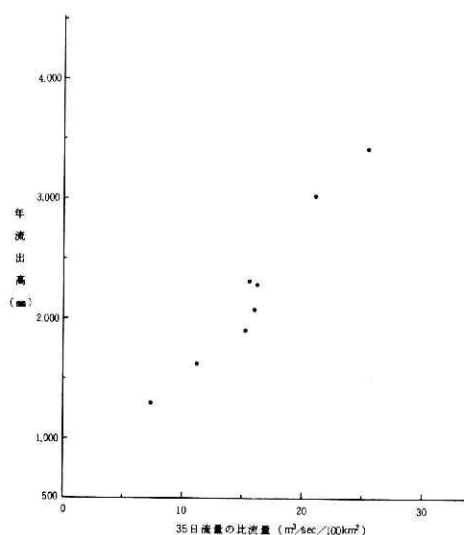


図 7.5 年流出高と35日流量の比流量  
（大淀川水系綾南川南俣測水所）

きい豊水, 35日流量になると同一年流出高に対する比流量の変動が大きくなる。また, 年流出高の増加に伴ってそれらの流量は増加する。この流域の低水はおおよそ比流量で1.5 (1.3 mm/日), 渇水は比流量で1.0 (0.86 mm/日) となっている。

図8.1～8.5は厚い透水性土層の地域と考えられるシラス地帯の天降川芦谷原測水所における年流出高と流況の関係を示したものである。南俣測水所と比較して, 同一年流出高に対

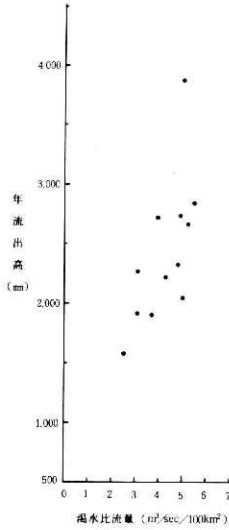


図 8.1 年流出高と渇水比流量  
(天降川芦谷原測水所)

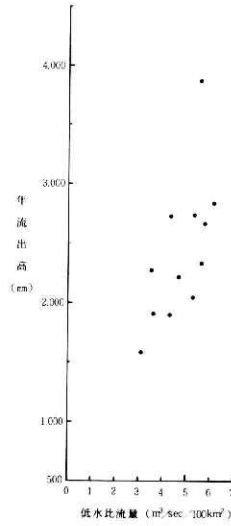


図 8.2 年流出高と低水比流量  
(天降川芦谷原測水所)

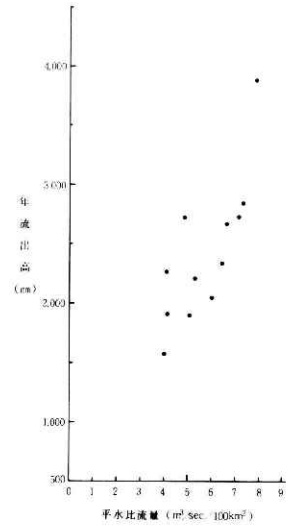


図 8.3 年流出高と平水比流量  
(天降川芦谷原測水所)

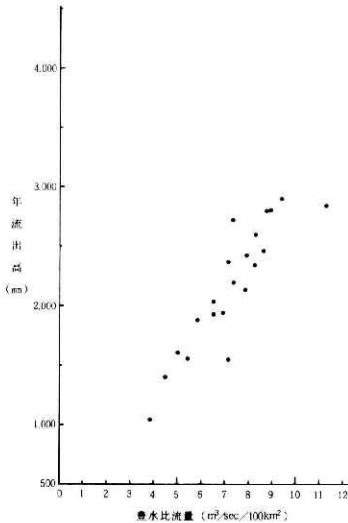


図 8.4 年流出高と豊水比流量  
(天降川芦谷原測水所)

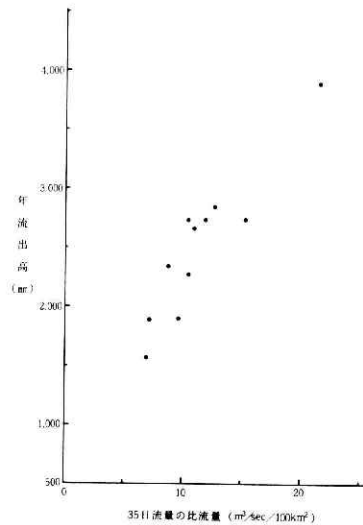


図 8.5 年流出高と35日流量の比流量  
(天降川芦谷原測水所)

する渇水、低水、平水は大きく、それらの値の分散も大きくなっている。また、年流出高の増加に伴った流量の増加がより大きく見られる。豊水は同一年流出高に対して、南俣測水所のそれと変わらず、35日流量は逆に小さくなっている。

図 9.1～9.5 は土層の厚い透水性地域と考えられる風化花崗岩地帯の川上川藤ノ瀬測水所の年流出高と流況との関係を示したものである。芦谷原測水所とはほぼ同様な関係を示すが、

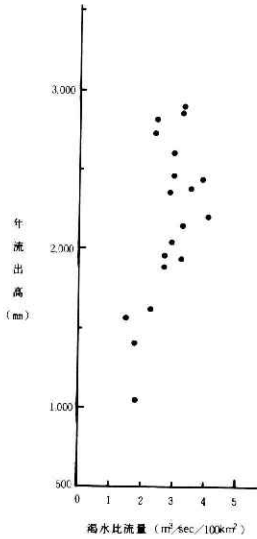


図 9.1 年流出高と渇水比流量 (川上川藤ノ瀬測水所)

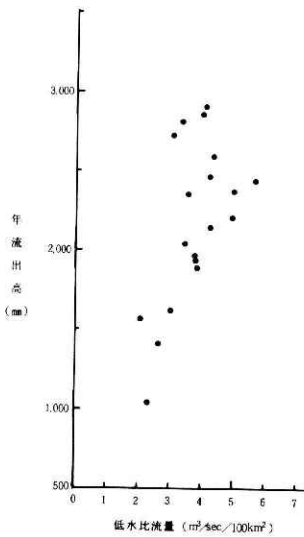


図 9.2 年流出高と低水比流量 (川上川藤ノ瀬測水所)

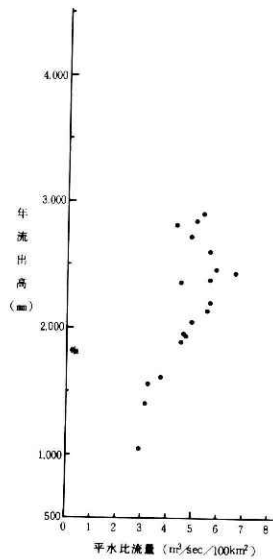


図 9.3 年流出高と平水比流量 (川上川藤ノ瀬測水所)

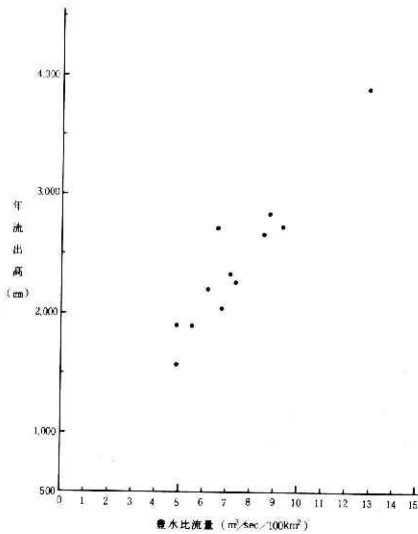


図 9.4 年流出高と豊水比流量 (川上川藤ノ瀬測水所)

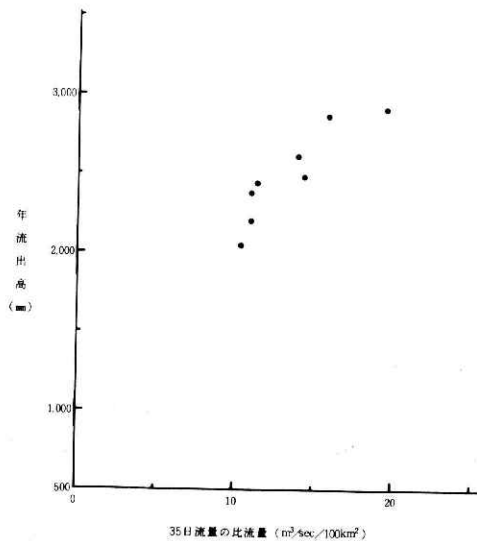


図 9.5 年流出高と35日流量の比流量 (川上川藤ノ瀬測水所)

同一年流出高に対して、藤ノ瀬測水所の方がやや平水、低水、渇水の流量は小さく、逆に35日流量はやや大きくなっている。ただし、豊水はほぼ同様となっている。

## 5. 流況と厚い透水性土層の関係

4.では厚い透水性土層の大きい地域と小さい地域とで年流出高と流況の関係が異なることを述べたが、ここでは年流出高と流況の関係がほぼ同様と思われる流域を渇水比流量の大小により4つの流域群に分類し、厚い透水性土層の占める面積比率との関係を求めた。

図10.1～10.5は渇水比流量が1.0程度の第1の流域群、図11.1～11.5は渇水比流量が1.5～2.5の第2の流域群、図12.1～12.5は渇水比流量2.0～3.5の第3の流域群、図13.1～13.5は渇水比流量2.5～4.0の第4の流域群における年流出高と流況の関係を示したものである。これらの流域群と表1に示した厚い透水性土層の占める面積比率と対比させると次のことが解る。

1) 渇水比流量1.0程度の第1の流域群は土層の薄い難透水性土層の占める面積比率が100～90%となっている。この流域群の低水・渇水は年流出高の増加に伴ってやや増すが流量は比較的安定している。流量の大きい豊水・35日流量になると同一年流出高に対する流量の変動が大きくなり、年流出高の増加に伴って流量は増加する。

2) 渇水比流量1.5～2.0の第2の流域群は土層の厚い透水性土層の占める面積比率が20～45%となっている。ただし、筑後川水系津江川荒瀬測水所の流域は土層の薄い難透水性の区域となっている。この流域には熔結凝灰岩が広く分布しており、この中に20万分の1の表層地質図には示されていない未固結な火山灰層等の透水性の良い地域が形成されているように思われる。この流域群の流況は第1の流域群のそれと比較すると同一年流出高に対する平水・低水・渇水は大きくなっており、豊水は変わらず、35日流量は逆に小さくなっている。

3) 渇水比流量2.0～3.5の第3の流域群は雄川の滝ノ上測水所を除いて、全て土層の薄い難透水性区域と思われた流域である。耳川上流域、筑後川上流域では破碎帯や熔結凝灰岩の中の未固結な火山灰層等の透水性区域がより広範囲に分布しているように思われる。この流域群の流況は第2の流域群のそれよりも、さらに同一年流出高に対する平水・低水・渇水は大きくなり、豊水は変わらず、35日流量は小さくなっている。

4) 渇水比流量2.5～4.0の第4の流域群は風花崗岩地帯（川上川藤ノ瀬測水所）、シラス地帯（天降川芦谷原測水所）のように厚い透水性土層の占める面積比率が90%程度の流域と考えられる。しかし、筑後川水系玖珠川上流の狭間測水所、五ヶ瀬川上流の吐ノ瀬測水所の流域は厚い透水性土層の占める面積比率が20%程度となっている。これらの流域の上流には九重山、阿蘇山があり、熔結凝灰岩地域の中に未固結な火山灰層等の透水性区域がより広範

囲に分布していると思われる。この流域群の流況は第3の流域群のそれよりも、さらに同一年流出高に対する平水・低水・渇水は大きくなり、豊水は変わらず、35日流量は逆に小さくなる。

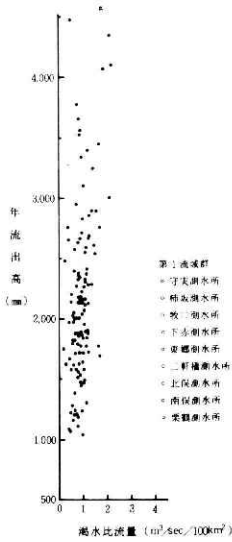


図10.1 第1流域群における年流出高と渇水比流量

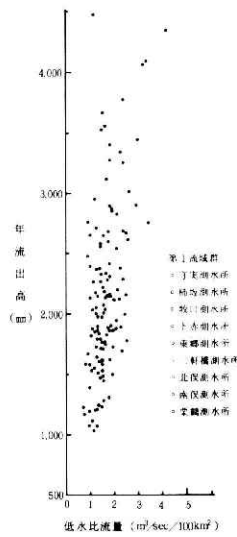


図10.2 第1流域群における年流出高と低水比流量

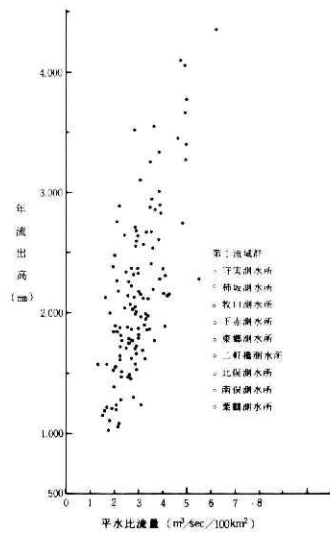


図10.3 第1流域群における年流出高と平水比流量

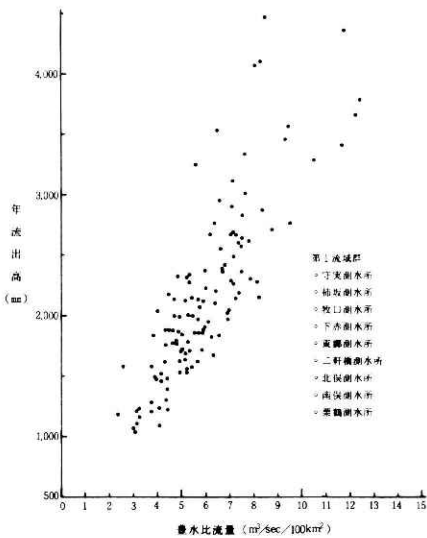


図10.4 第1流域群における年流出高と豊水比流量

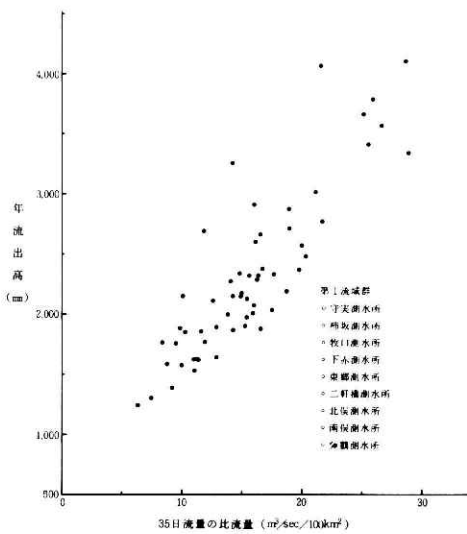


図10.5 第1流域群における年流出高と35日流量の比流量



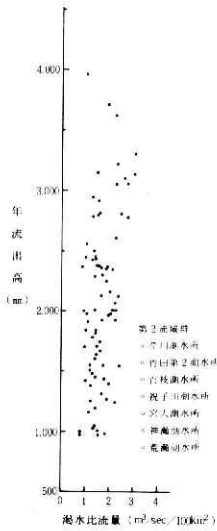


図11.1 第2流域群における年流出高と洪水比流量

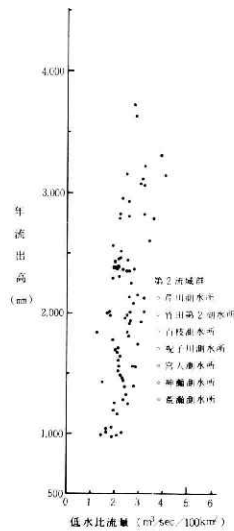


図11.2 第2流域群における年流出高と低水比流量

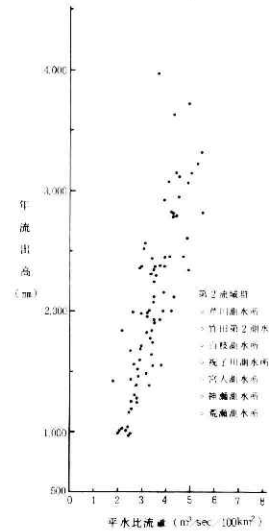


図11.3 第2流域群における年流出高と平水比流量

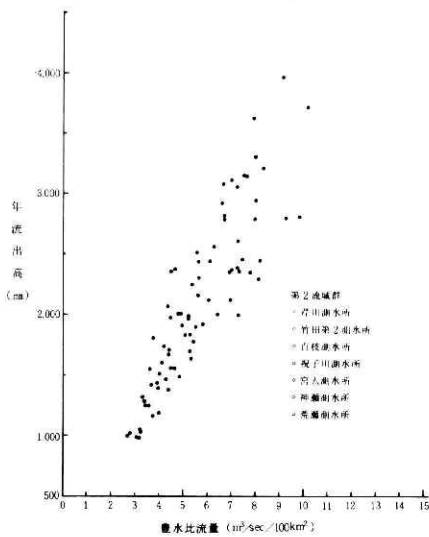


図11.4 第2流域群における年流出高と洪水比流量

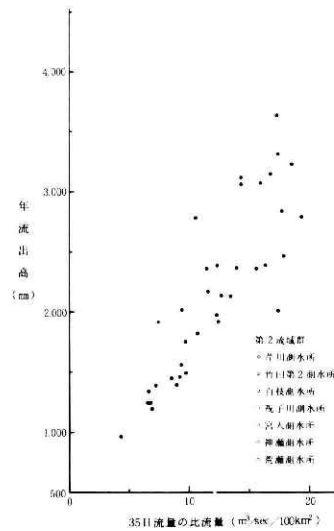


図11.5 第2流域群における年流出高と35日流量の比流量

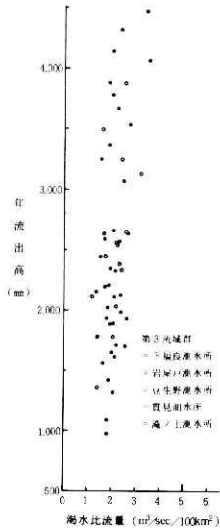


図12.1 第3流域群における年流出高と洪水比流量

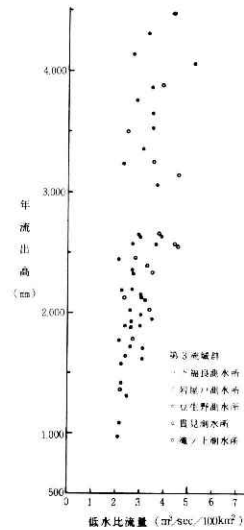


図12.2 第3流域群における年流出高と低水比流量

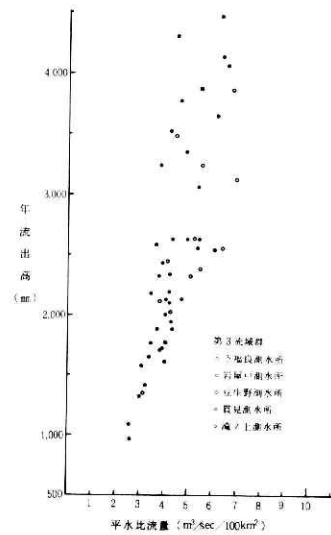


図12.3 第3流域群における年流出高と平水比流量

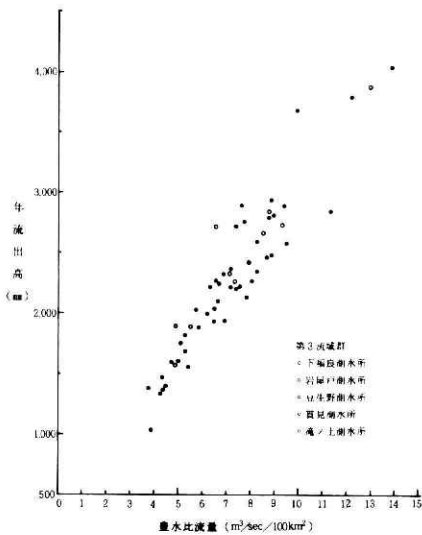


図12.4 第3流域群における年流出高と平水比流量

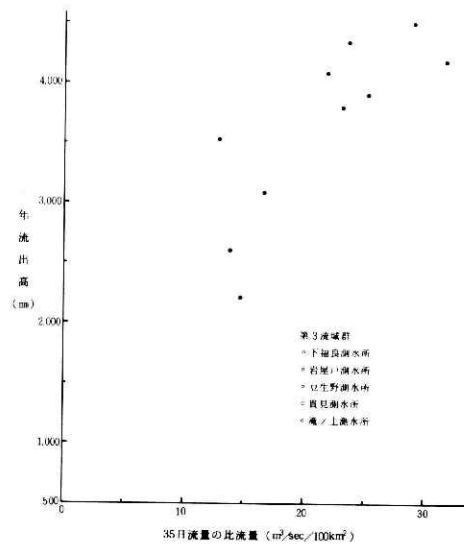


図12.5 第3流域群における年流出高と35日流量の比流量

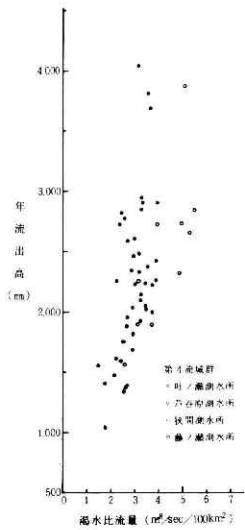


図13.1 第4流域群における年流出高と洪水比流量

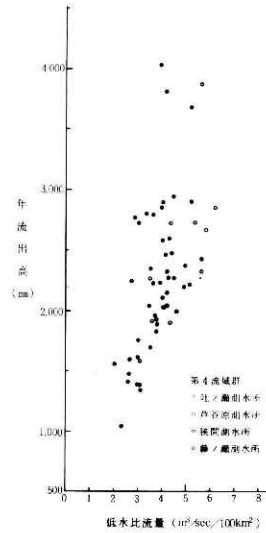


図13.2 第4流域群における年流出高と低水比流量

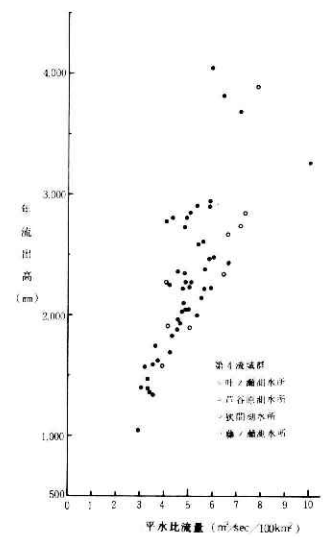


図13.3 第4流域群における年流出高と平水比流量

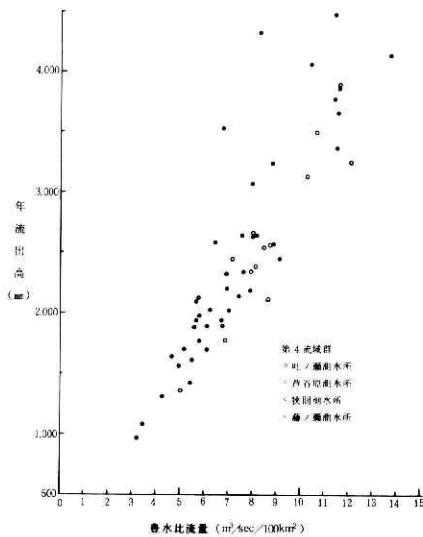


図13.4 第4流域群における年流出高と平水比流量

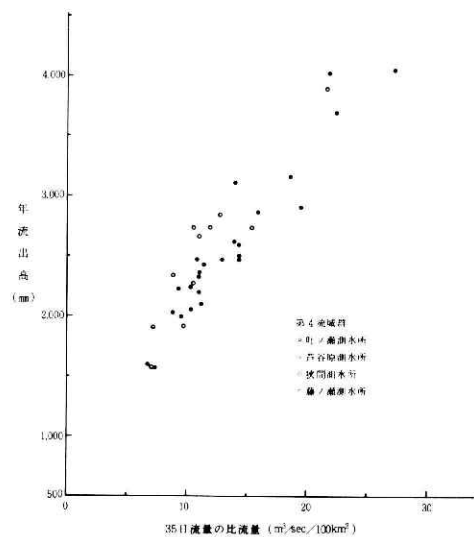


図13.5 第4流域群における年流出高と35日流量の比流量

## 6. 流域地形が流況に及ぼす影響

5.で分類された第1の流域群を見ると、厚い透水性土層の少ない流域である点では一致しているが、流域面積は75～300 km<sup>2</sup>に分布しており、流域形状係数も1.4～8.8に分布している。3.で求めた流域平均勾配も $\frac{1}{20} \sim \frac{1}{40}$ に分布している。また、流域内の厚い透水性土層の状態が同じと考えられる河川で、上下流の測水所において流量要覧に“調整関係あり”と記載されていない測水所は少なく、山国川の守実測水所と柿坂測水所、耳川の下福良測水所と岩屋戸測水所のみであるが、これらは流域面積が2～3倍(90～350 km<sup>2</sup>)異なるにもかかわらず上流と下流における年流出高と流況との相関関係に差異は見られない。ただし、流域面積が1,000 km<sup>2</sup>程度の測水所(大野川百枝測水所、球磨川神瀬測水所)は比較的渇水流量が大きくなっており、これが面積の大きいことによる効果か厚い透水性土層の占める面積の大きさによる効果かは推測の域を出ない。いずれにしても流域面積が100～300 km<sup>2</sup>の範囲では流域地形の相異が流況に与える影響は少ないと見ることができる。

## 7. 流況の推定

5.では類似の流況を示す流域として4つの流域群に分類した。第1の流域群は透水性土層の比較的薄い流域に属し、第4の流域群は厚い透水性土層の流域に属すると考えられる。第2、第3の流域群は難透水性の地域と透水性の地域が混在した流域と思われるが、20万分の1の表層地質図からはそれらの混在する面積比率を算出するには不明な点が多く、第2、第3の流域群の流況と透水性地域の占める面積比率との関係を定量的に求めるには精度的に問題があった。したがって、ここでは比較的表層地質との対応のつく、第1の流域群・第4の流域群について河川流況の推定を行った。第1の流域群および第4の流域群における年流出高と流況(35日流量・豊水・平水・低水・渇水)との相関図を用いて、それぞれの相関関係の回帰直線を求めると図14、15のようになる。さらに、この回帰直線を基に年流出高をパラメータとした流況曲線を求めると図16、17のようになる。これらの図は片対数で表わされており、流況曲線が累加日数の指数関数として表現できることを示している。そこで次式の経験式を作成した。

$$Q(D) = (C_1 \cdot Q_T + C_2) \cdot e^{-\alpha \cdot D} + (C_3 \cdot Q_T + C_4) \cdot e^{-\beta \cdot D}$$

ただし、 $D$  : 流況曲線における累加日数

$Q(D)$  : 累加日数 $D$ における比流量

$Q_T$  : 年流出高 (≡ (流域平均年降水量) - (流域からの年蒸発散量))

$\alpha, \beta, C_1, C_2, C_3, C_4$  : 流域内の地質条件等によって変わる定数

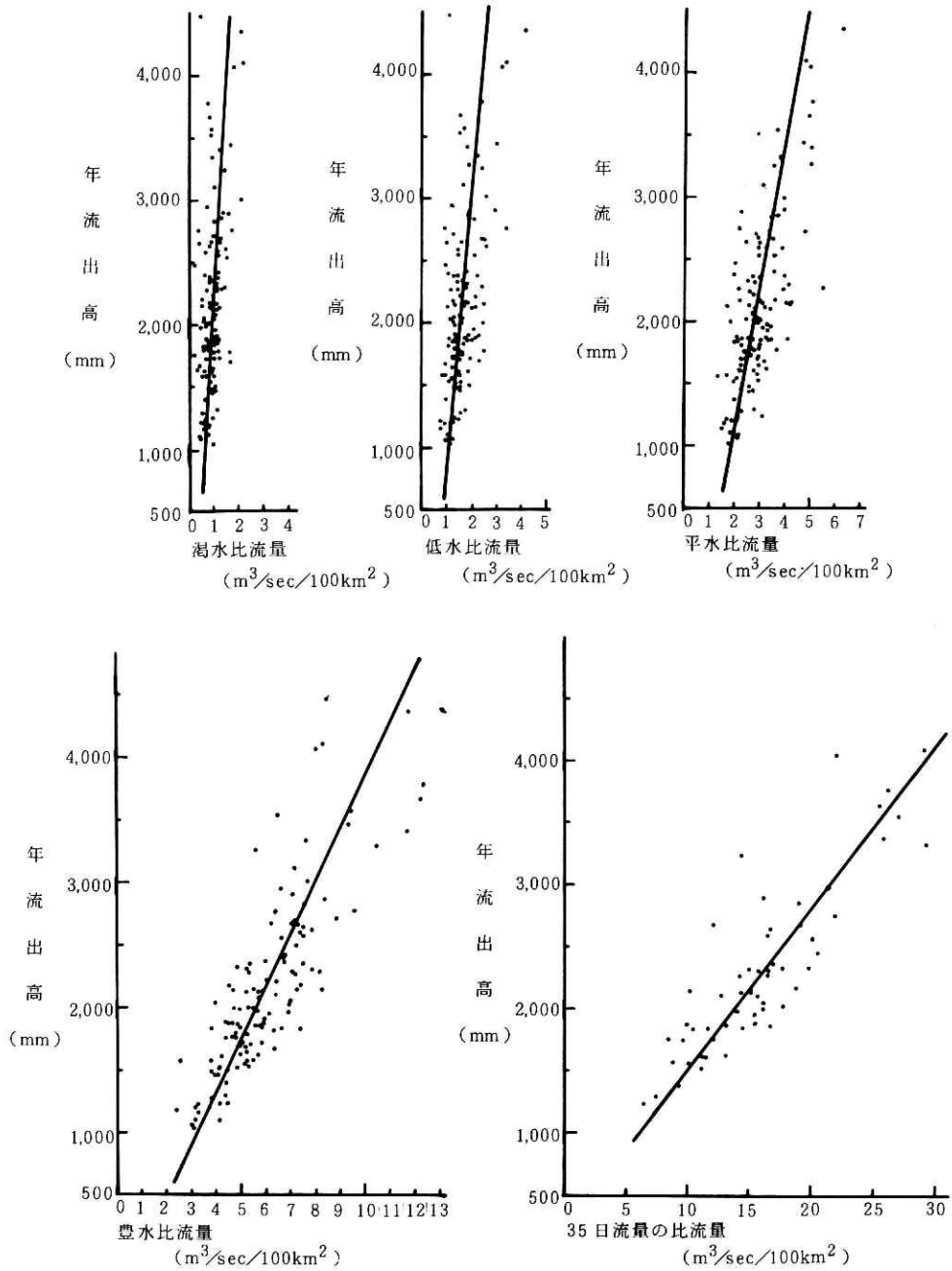


図 14 土層の薄い地域における年流出高と流況の回帰直線

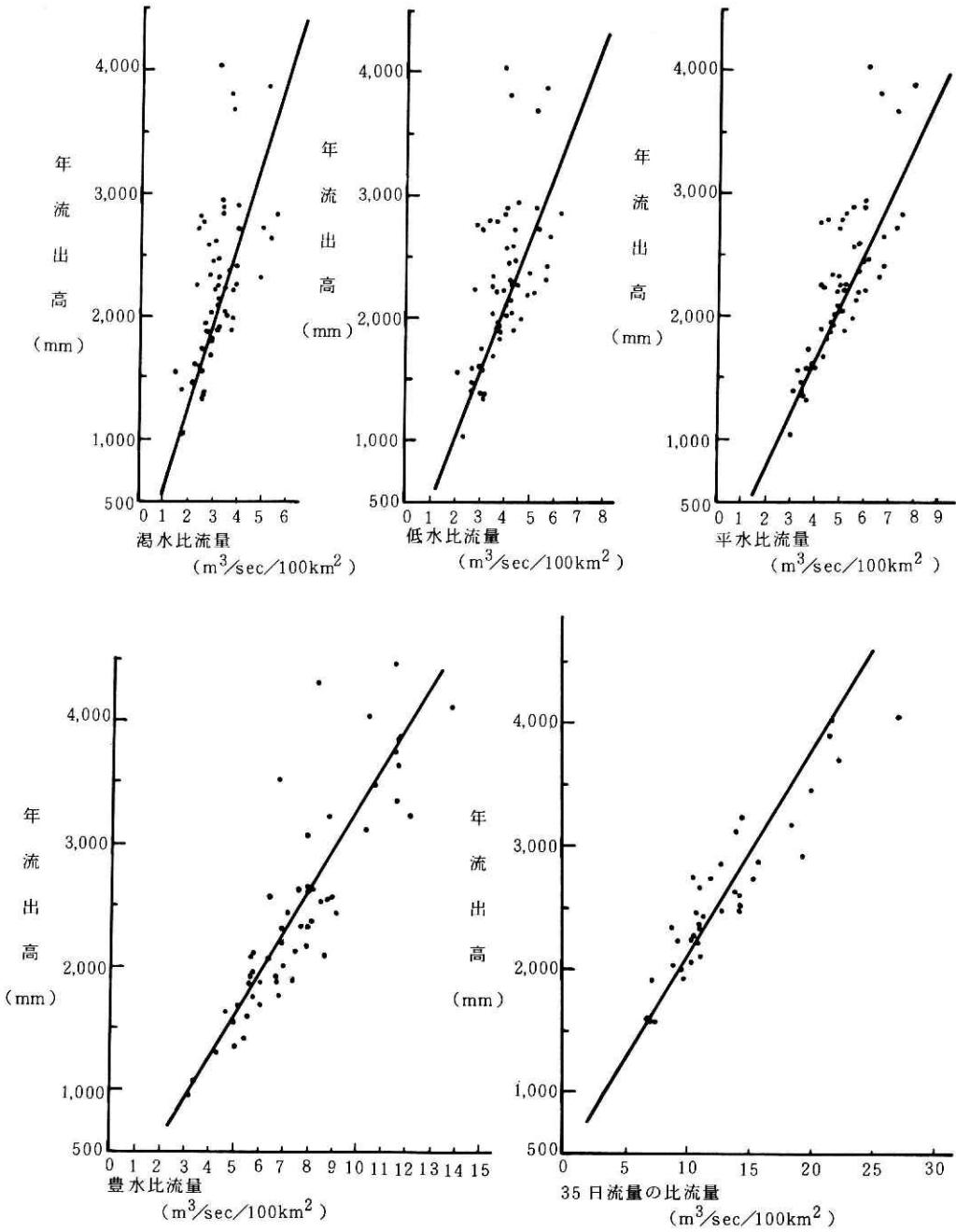


図 15 厚い透水性土層地域における年流出高と流況の回帰直線

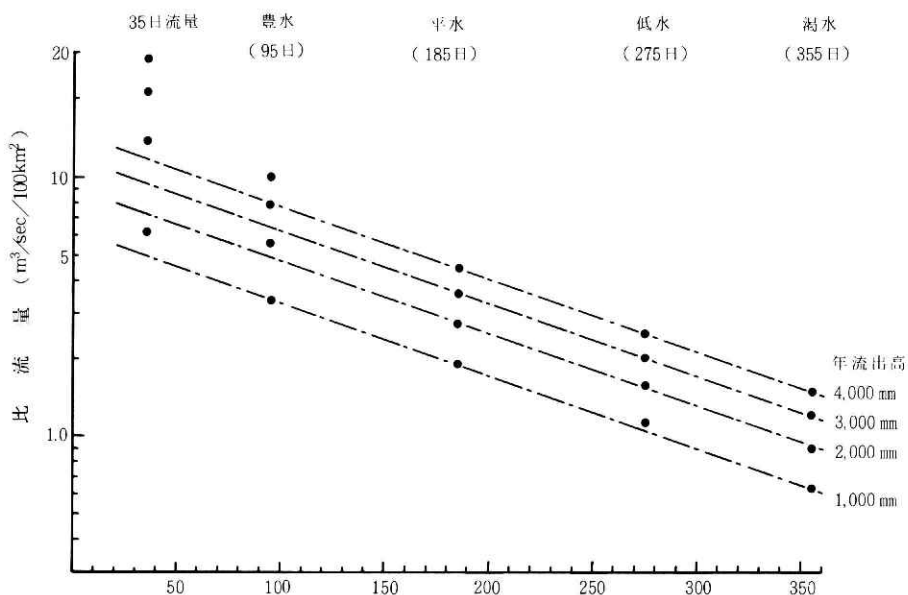


図 16 土層の比較的薄い難透水性の流域における年流出高をパラメータとした流況曲線

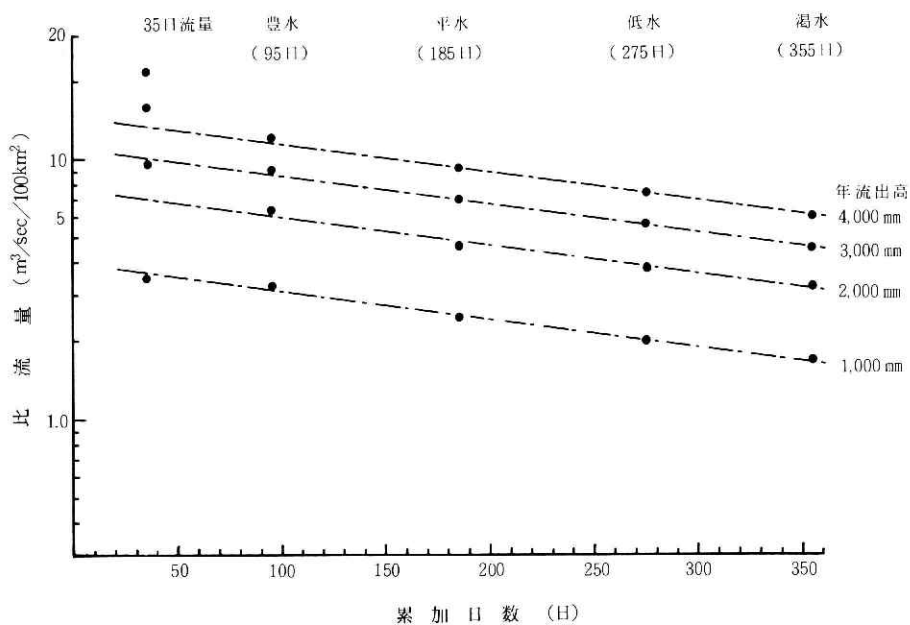


図 17 土層の厚い透水性の地域における年流出高をパラメータとした流況曲線

第1の流域群のような土層の薄い難透水性の地域および第4の流域群のような土層の厚い透水性の地域では各定数は表3ようになる。ここで求めた経験式を用いて最近のデータに基づき、第1の流域群として大淀川水系綾北川の綾北ダムおよび第4の流域群として肝属川俣瀬における流況を予測した。その結果を図18、図19に示す。経験式を35日流量・豊水・平水・

表 3 第1, 第4の流域群における経験式の定数

流域分類	$\alpha$	$\beta$	$C_1$	$C_2$	$C_3$	$C_4$
第1の流域群 上層の薄い難透水性の流域	0.035	0.0064	$\frac{1.65}{100}$	-10.51	$\frac{0.273}{100}$	3.67
第4の流域群 土層の厚い透水性の流域	0.049	0.0025	$\frac{1.53}{100}$	-15.34	$\frac{0.351}{100}$	0.614

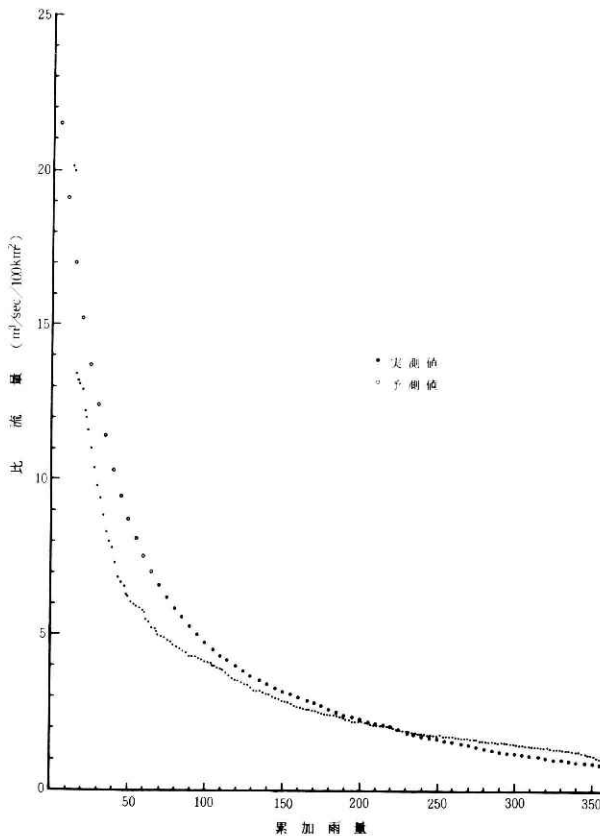


図 18 大淀川水系綾北川綾北ダム（流域面積 148.0 km<sup>2</sup>）における流況予測



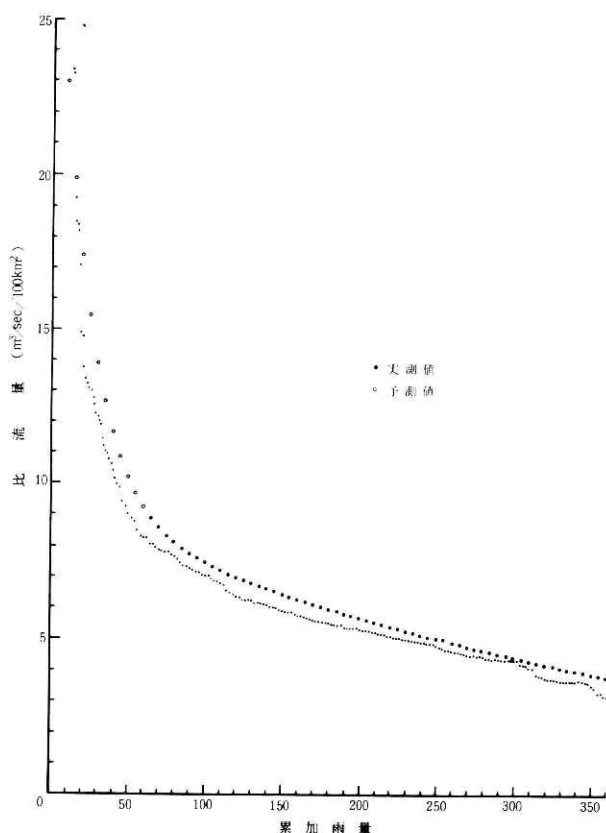


図 19 肝属川俣瀬（流域面積  $450.0 \text{ km}^2$ ）における1976年の流況予測

低水・渇水の5点から求めているため、流況曲線の勾配変化の大きい部分で合わないという問題点は残るがほぼ妥当な予測結果と思われる。

## 8. まとめ

降雪・融雪の影響の少ないと考えられる九州の諸河川を対象に、流量要覧の中から用水等の調整関係のない水源地域の測水所を選び、年流出高と流況(35日流量・豊水・平水・低水・渇水)の相関関係を求めた。さらに、それらの相関関係と厚い透水性土層の流域内に占める面積比率・流域地形との関係を調査し、以下の有用な結果を得た。

1) 年流出高と各流況(35日流量・豊水・平水・低水・渇水)の関係はほぼ単純な相関関係にあると見なせる。比流量の小さい渇水・低水は年流出高の増加に対してあまり変化せず、比流量の大きい35日流量・豊水は年流出高の増加に伴って比流量も増加する。

2) 1)の単純な相関関係は流域内の厚い透水性土層の占める面積比率によって異なると考えられ、透水性土層の占める面積比率が大きい程同一年流出高に対して、渇水・低水は大きくなり、年流出高の増加に伴って比流量も増すようになる。35日流量は逆に小さくなる。さらに特徴的なことは、豊水は透水性土層の占める面積比率が変化しても比流量は変わらず年流出高の増加に伴って増すのみとなる。

3) 地形要素（流域面積、形状係数、流域平均勾配）と年流出高・流況相関図の関係をみると 100 ～ 300 km<sup>2</sup> の範囲内では地形要素の変化は河川流況に大きく影響していない。

4) 表層地質と比較的対応のつく第1および第4の流域群における年流出高と各流況との相関関係から流況曲線を推定する経験式を作り、最近の実測データに基づき流況曲線の予測を試みた。その結果比較的良好な予測を得た。ここで用いた経験式は次式で表わされる。

$$Q(D) = (C_1 \cdot Q_T + C_2) \cdot e^{-\alpha \cdot D} + (C_3 \cdot Q_T + C_4) \cdot e^{-\beta \cdot D}$$

ただし、D：流況曲線における累加日数

Q(D)：累加日数Dにおける比流量

Q<sub>T</sub>：年流出高

$\alpha$ ,  $\beta$ ,  $C_1$ ,  $C_2$ ,  $C_3$ ,  $C_4$ ：流域内の地質条件等によって変わる定数

以上のように比較的良好な結果を得たが、河川流況は年間の降水パターンによっても変化する。例えば、日雨量 300 mm 程度の大雨が降るとその大部分は 2 ～ 3 日で河川に流れ出てしまい、残りのわずかな部分（20～30%）が安定した流量としてゆっくり河川に流れ出る。したがって、このような年は洪水流出で年流出高が大きくなってしまい、その割りには平水・低水・渇水比流量は小さくなる。これとは逆に、日雨量 50mm の雨が 7 日置きに降ると大部分の雨水は安定した流量として河川に流出する。このような年は年流出高の小さい割りには平水・低水・渇水比流量は大きくなる。したがって、この方法には予測精度に一定の限界がある。しかし、日本の降水の年パターンは比較的安定しており、ある分布の中の平均的な河川流況として考えるならば上記の結果は有用な情報になると思われる。

## 謝 辞

この研究は流量要覧を基礎資料として進めた。資料は菅原正巳博士の御厚意により提供していただいた。さらに、博士には九州の諸河川の特徴について御教授いただいた。ここに感謝します。

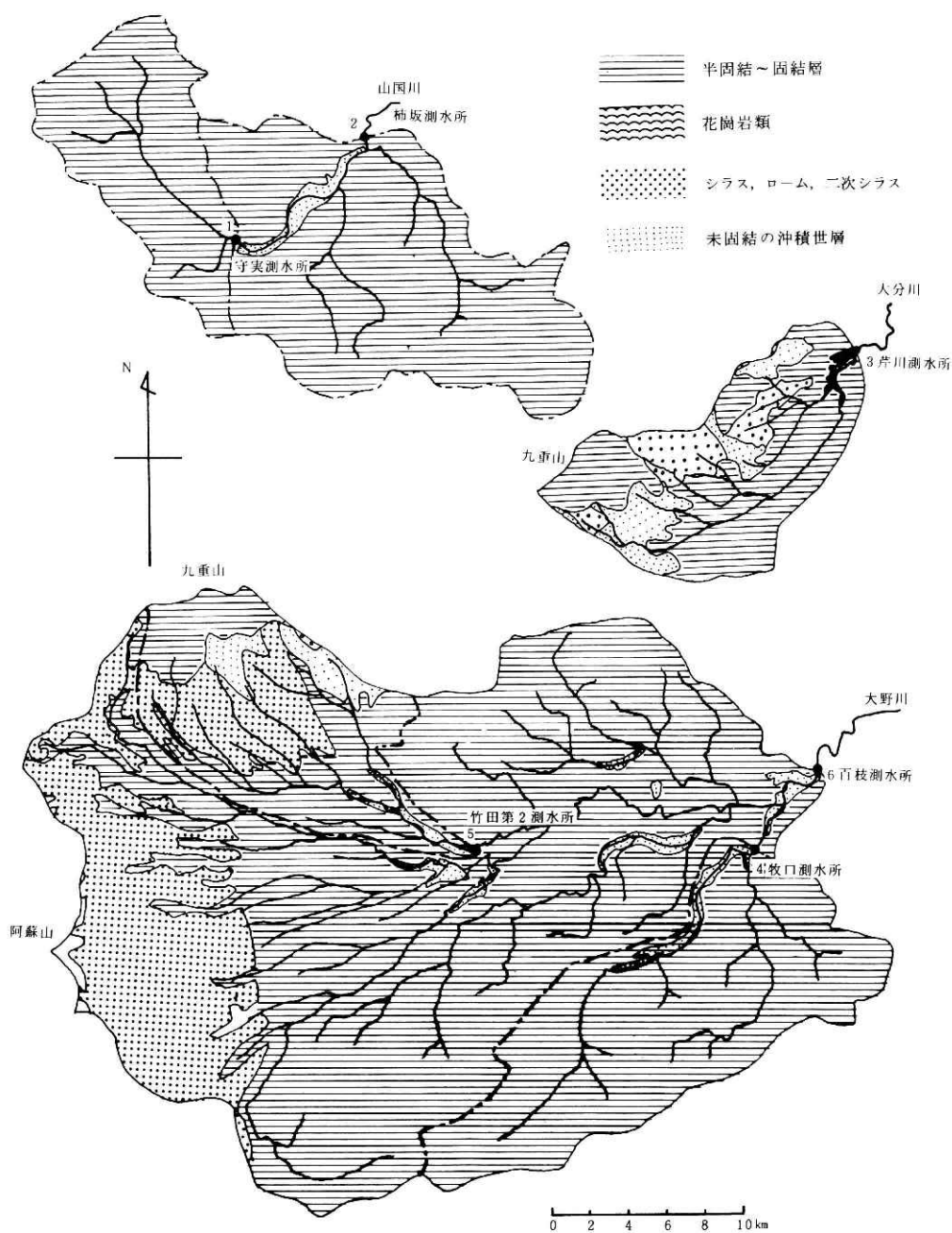
## 参 考 文 献

- 1) 電気庁 (1930)：流量要覧第二回。
- 2) 広瀬利雄・竹林征之 (1982)：総合的な水資源対策について。水利科学研究所水経済年報，1982年版，3 — 48。

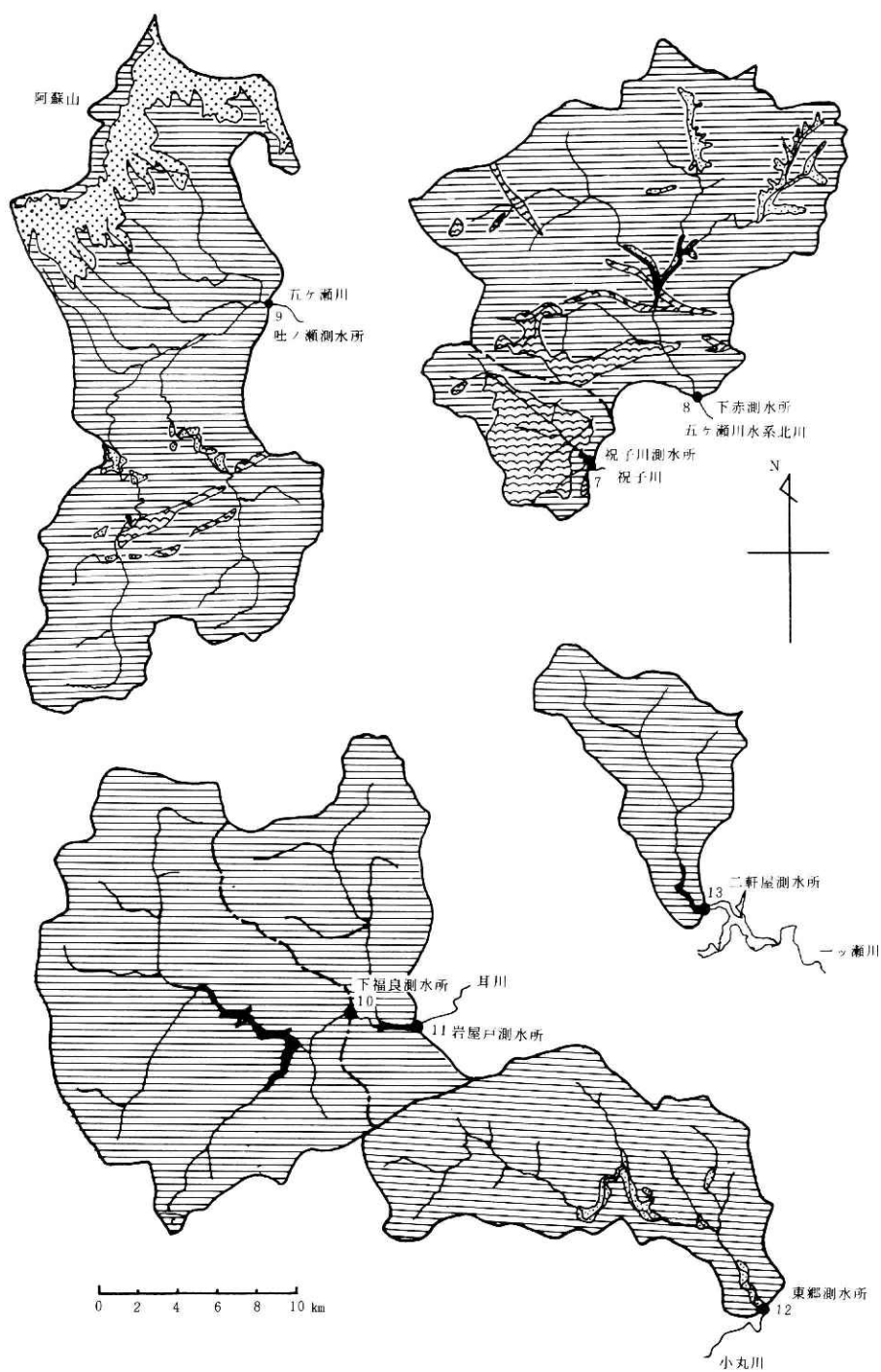
- 3) 科学技術庁資源調査会(1969): 水資源の循環機構に関する調査報告. 科学技術庁資源調査会報告第47号, 365 - 426
- 4) 榎根勇・竹内浩(1971): 本邦における河川の年流出率について. 地理学評論, 第44巻5号, 91 - 102.
- 5) 岸井徳雄(1977): 九州地方の火山灰地帯・非火山灰地帯における諸河川の流出特性, 国立防災科学技術センター研究報告第17号, 1 - 16.
- 6) 経済企画庁(1970-1974): 土地分類図. 40, 41, 43-46(表層地質図-平面的分類図および垂直的分類図).
- 7) 国土地理院(1976-1981): 20万分の1地勢図. NI-52-4~6, 10~12, NH-52-1, 7, 8・2.
- 8) 花沢正男(1960): 本邦河川の流出量分布について. 電力気象連絡会彙報, 第2編第11巻第2号, 91-102.
- 9) 西沢利栄(1970): 流量と流域の相似性について. 地理学評論, 第43巻9号, 527 - 534.
- 10) 大阪管区気象台伊吹山測候所(1953): 伊吹山における山岳雨量について, 電力気象連絡会彙報第1巻第2号, 85-96.
- 11) 資源庁電力局(1950): 流量要覧第三回.
- 12) 高橋裕・安藤義久・井上誠一(1981): 表日本の山地河川の流況特性に関する統計的研究. 第25回水理講演会論文集, 209 - 214.
- 13) 逓信省電気局(1933): 流量要覧.
- 14) 通商産業省公益事業局(1960): 発電水力調査書. 流量要覧(第4次).
- 15) 和達清大監修(1958): 日本の気候. 第69図, 東京堂出版.
- 16) 山本莊毅編(1968): 陸水, 123, 共立出版.

(1983年6月9日 原稿受理)

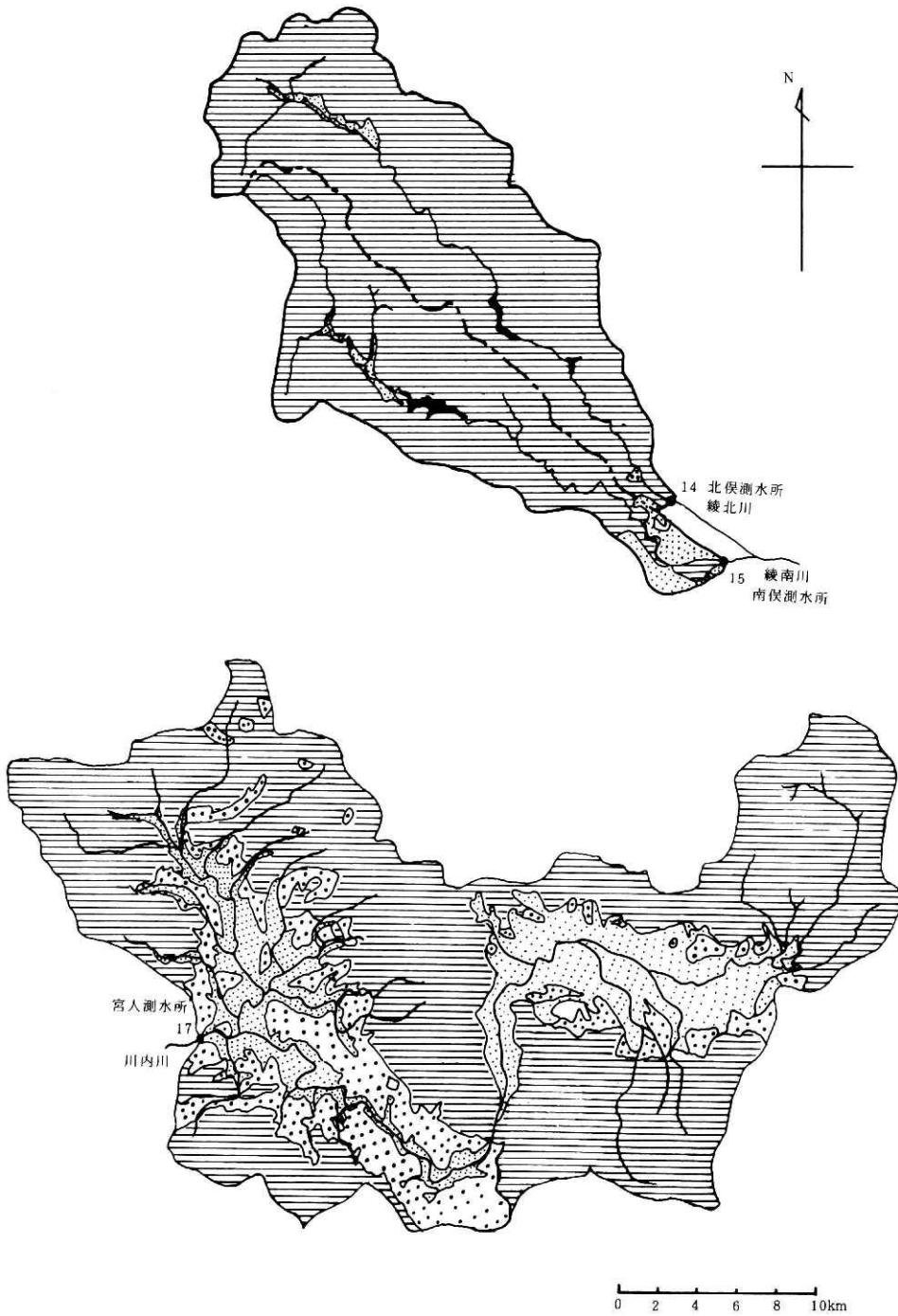
河川の流況推定—中根



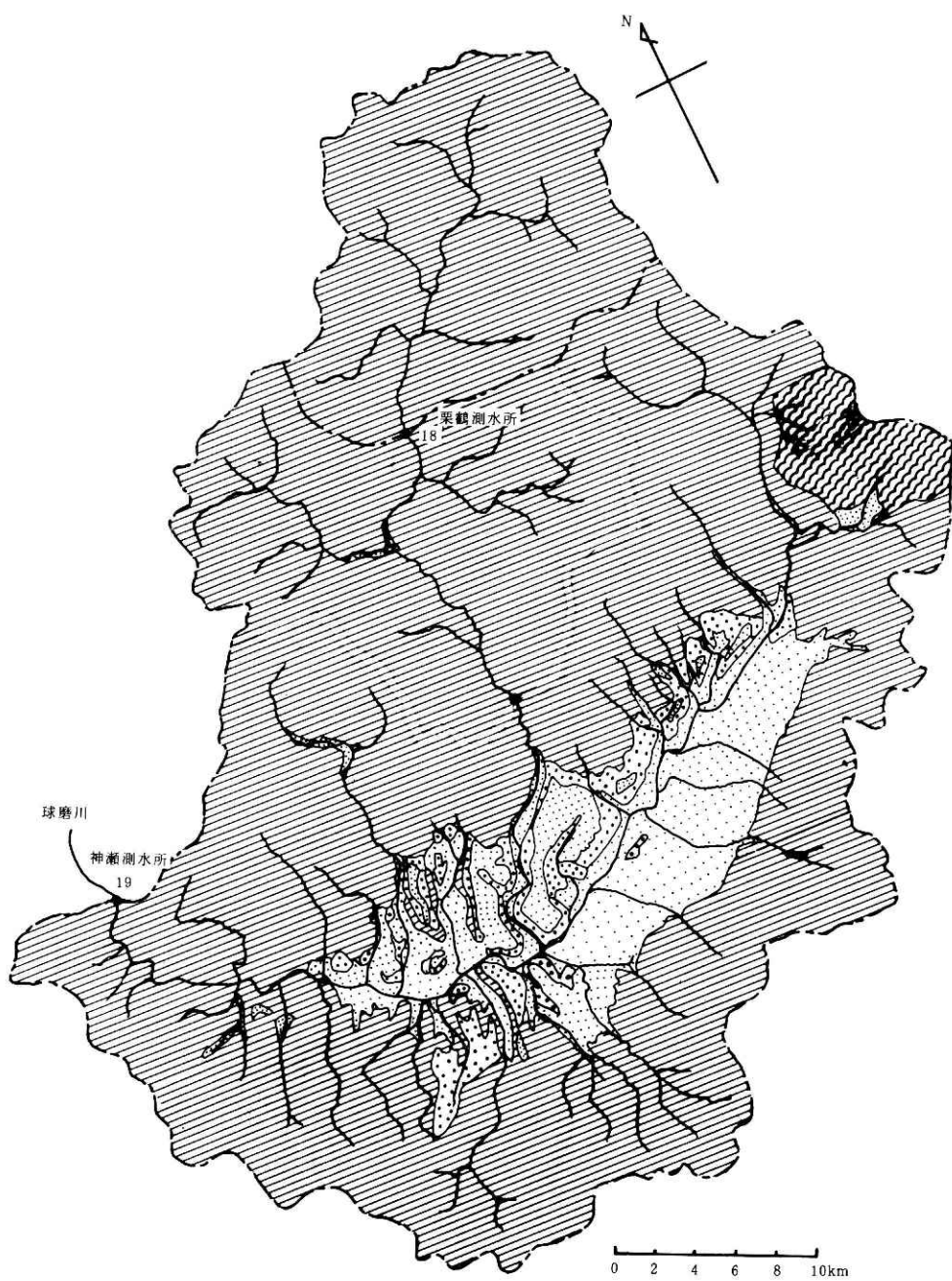
付図1 流域内未固結層の分布



付図2 流域内未固結層の分布

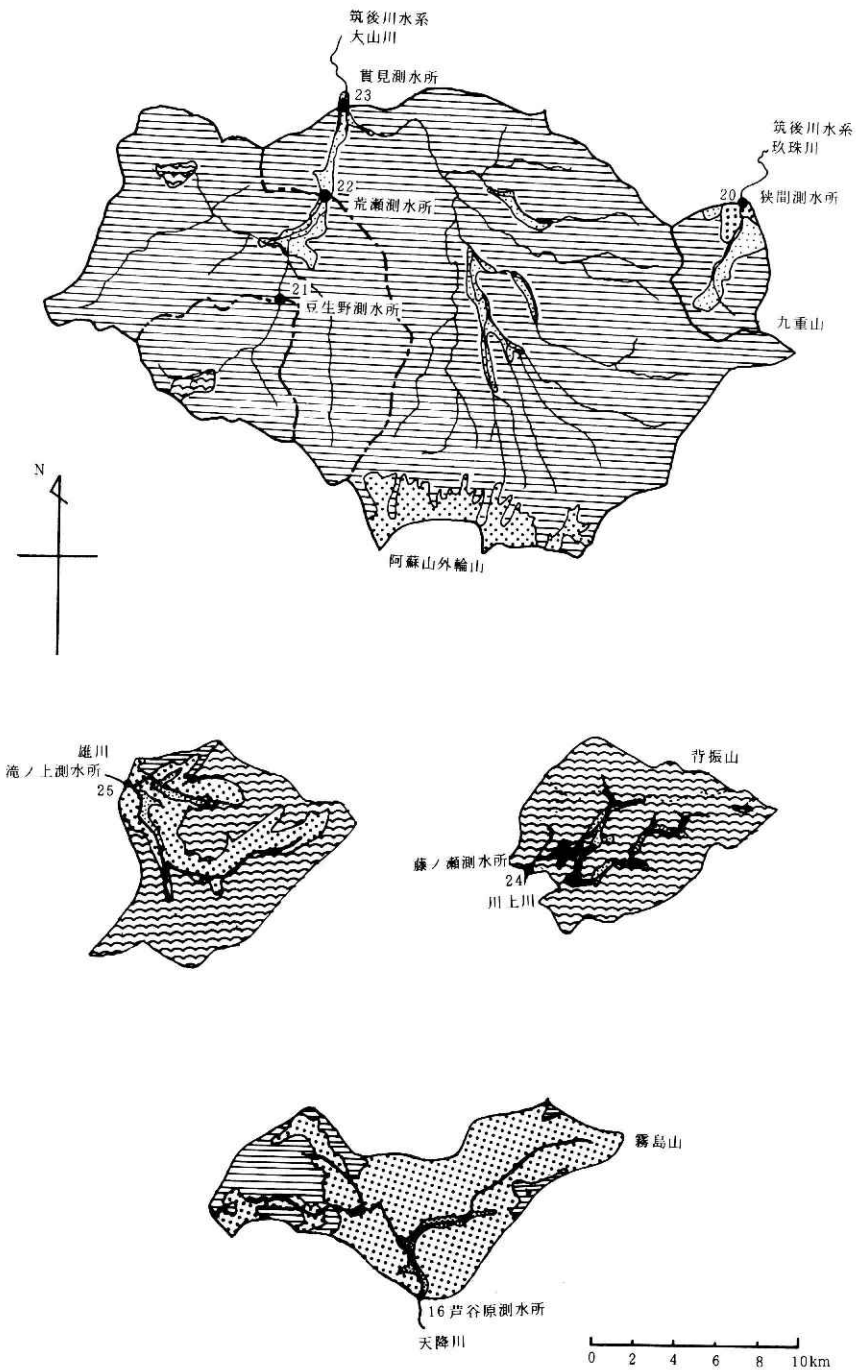


付図3 流域内未固結層の分布



付図4 流域内未固結層の分布

# 河川の流況推定—中根



付図5 流域内未固結層の分布